

R003-07

Zoom meeting A : 11/3 AM2 (10:45-12:30)
10:45-11:00

日向灘周辺における3次元の比抵抗モデリング

#中村 捷人¹⁾, 市原 寛²⁾, 後藤 忠徳³⁾, 松野 哲男⁴⁾, 多田 訓子⁵⁾, 佐藤 真也⁶⁾

¹⁾名古屋大学大学院環境学研究科, ²⁾名古屋大学地震火山研究センター, ³⁾兵庫県立大学大学院生命理学研究科, ⁴⁾神戸大学海洋底探査センター, ⁵⁾海洋研究開発機構海域地震火山部門, ⁶⁾京都大学大学院工学研究科

3-D resistivity modeling around the Hyuganada area

#Hayato Nakamura¹⁾, Hiroshi Ichihara²⁾, Tadanori Goto³⁾, Tetsuo Matsuno⁴⁾, Noriko Tada⁵⁾, Shinya Sato⁶⁾

¹⁾Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, ²⁾Earthquake and Volcano Research Center Graduate, Nagoya University, ³⁾Graduate School of Life Science, University of Hyogo, ⁴⁾Kobe Ocean Bottom Exploration Center, Kobe University, ⁵⁾Research Institute for Marine Geodynamics, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, ⁶⁾Kyoto University, Graduate School of Engineering

Hyuganada area is located on the frontal area of subduction zone where the Philippine Sea plate is subducted beneath the Eurasian plate. The subduction of the Kyushu-Palau Ridge (KPR) on the Philippine Sea plate is recognized beneath the south-west part of the Hyuganada area (e.g. Park et al., 2009). Two earthquakes around magnitude 7.5 occurred in 1662 and 1968 on their plate boundary interface. Slow earthquakes such as shallow tremor (Yamashita et al., 2015) and long-term slow slip event (SSE) (Takagi et al., 2019) have also been discovered there. Moreover, it is known that the coseismic rupture regions of the 1707 Hoei and the 1968 Hyuganada earthquakes did not reach the subducted KPR, while it can cause stress concentrations and trigger earthquakes (e.g. Yamamoto et al., 2013). These various events may be associated to pore fluid and lithological heterogeneity around the plate boundary.

Because electrical resistivity is sensitive to fluids and sediments, exploring a electrical resistivity structure is a great tool to detect them in the plate boundary. Magnetotelluric (MT) sounding is a passive exploration method to reveal electrical resistivity structure of underground using natural electromagnetic variations. This method is sensitive to deep structural heterogeneous compared with other electromagnetic explorations. In this study, we performed 3-D resistivity modeling around the Hyuganada area based on MT impedances to understand the relationship between various types of earthquakes and fluids.

Electromagnetic data were recorded at 12 stations around the Hyuganada by Ocean Bottom Electro-Magnetometers (OBEMs). We applied the BIRRP code (Chave and Thomson, 2004) to estimate MT impedances from time series data of the electromagnetic fields. The horizontal magnetic field data recorded at Kakioka Geomagnetic Observatory were also used as the data of the remote reference site (Gamble et al, 1979). In general, coast and oceanic topography has strong influence on MT impedances in marine MT surveys, known as "coast effect" and "topographic effect" (e.g. Key and Constable, 2011; Matsuno et al. 2007). The Hyuganada area has such a complex topography that we must consider their effects correctly not to lead wrong structures. Thus 3-D forward modeling was performed to confirm whether the responses reflected on subsurface resistivity structure or not, before an inversion analysis.

We performed 3-D resistivity modelings by using the code of Tada et al. (2012). The resistivity models were incorporated with bathymetry based on ETOPO-1 (Amante et al., 2009). The calculation area extended about 2,200 km deep and 4200 km * 4200 km widths to avoid edge effects. The number of model blocks used for these calculations was 63 * 63 * 61 (+7 air layers). The block size inside observation area was 100 m with depth and 5-8 km widths of horizontal directions. At all stations, apparent resistivities in short periods is smaller than those in long periods, and they imply the existence of conductive layer regarded as sediment just below the seafloor. Then, we made the resistivity model composed of a half-space with 0.3 ohm-m ocean and 1 ohm-m conductive layer directly under the seabed.

First, we calculated the models whose the conductive layer thickness was uniform. Because the conductive layer thickness and background resistivity were unknown, we varied the two unknown values in 0.2-16 km and 2-500 ohm-m. The optimum model, which was detected by using the least root mean square (RMS) misfit, at each site had indicated that conductive layer thickness on south side is thicker than on south part throughout the survey area.

Second, we made a model with non-uniform thickness of conductive layer on the basis of above results. This model had the 1 ohm-m conductive layer whose thicknesses were 0.5 km in north side, 2 km in middle side and 4 km in south side. The model impedances almost correspond with the observed one in east side stations. However, this result also indicates that the simple 3 layers model could not explain the observed impedances enough, especially at central and south-west stations. It implies that MT responses estimated from observed data reflect not only coast and topographic effect, but also subsurface resistivity structure.

Finally, 3-D inversion analysis was performed by using the model as the initial model. The optimum model involves that resistive region overlapping with the slip area of 1968 Hyuganada earthquakes (Yagi et al., 1998). It also implies that the region where KPR subducted is more conductive. These features could reflect heterogeneities of pore fluid and lithological distribution associating with the various types of fault rupturing in the Hyuganada area.

日向灘ではフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込んでおり、そのプレート境界面において M7.5 程度の地震が発生している。一方で浅部低周波微動 (Yamashita et al., 2015) や長期的スロースリップイベント (SSE)

(Takagi et al. 2019) といったスロー地震の発生も確認されている。さらに日向灘南西部では、九州-パラオ海嶺がユーラシアプレートの下に沈み込んでいる (例えば, Park et al., 2009)。九州-パラオ海嶺が沈み込むことにより海山の前方に応力集中を生み出すため地震の引き金となり得る一方で、1707 年宝永地震や 1968 年日向灘地震では破壊の伝播を妨げていたことが分かっている (例えば, Yamamoto et al., 2013)。このように日向灘周辺では多様な現象が確認されており、これらはプレート境界面における構造の不均質性や間隙流体の存在が関係していると考えられている。

比抵抗は、流体や堆積物の存在に敏感な物理量である。そのため、比抵抗構造を推定することにより、プレート境界面周辺の流体や堆積物の存在について議論することが可能であると考えられる。地磁気地電流(MT)法は自然起源の電磁場変動を利用して地下の比抵抗構造を求める手法であり、プレート境界面が存在する数十 km 以深の比抵抗構造にも感度を持っている。そこで本研究では、地震と流体の関係や九州-パラオ海嶺沈み込み域における構造の不均質性を理解することを目的とし、海底で観測した電磁場データを用いて日向灘周辺における 3 次元の比抵抗モデリングを行った。

解析には日向灘周辺の海底 12 地点に設置した海底電位差磁力計(OBEM)によって得られた電磁場データを用いた。この時系列の電場と磁場のデータから BIRRP (Chave and Thomson, 2004) を用いて、各観測点での MT 応答関数を推定した。リモートリファレンス (Gamble et al, 1979) を適応する際に、柿岡地磁気観測所の地磁気データ (サンプリング周期 1 s) を使用した。

海底での MT 応答関数は、“coast effect”や“topographic effect”といった地形による影響を強く受けることが知られている (例えば, Matsuno et al., 2007; Key and Constable, 2011)。日向灘周辺の海底地形は特に複雑であるため、これらの効果を正しく反映しなければ、誤った比抵抗構造を導くと考えられる。そこで、まず海底地形を考慮した単純な比抵抗モデルによる順解析を行い、地形による MT 応答関数への影響を確認した。

3次元の比抵抗モデリングでは、ETOPO-1 (Amante et al., 2009) に基づいて海底地形を取り入れた比抵抗モデルを設定し、Tada et al. (2012) のコードを用いて解析を行った。計算領域は東西約 4200 km, 南北約 4200 km, 深さ約 2200 km とし、ブロックの数を $63 \times 63 \times 61$ (+7 空気層) に設定した。観測点が存在する範囲におけるブロックの大きさは、水平方向が 5-8 km, 深さ 100 m である。データから推定した短周期の見掛け比抵抗は、1-3 Ωm と低比抵抗であり、堆積層の存在を示すと考えられる。これを踏まえて、海水層 (0.3 Ωm) と海底直下の低比抵抗層 (1 Ωm)、そしてその下の均質な比抵抗層 (以下背景層) の 3 層から構成される比抵抗モデルを作成した。

まず、低比抵抗層の厚さを観測域内で一様とし、その厚さと背景層の比抵抗値をそれぞれ 0.2-16 km と 2-500 Ωm の間で変化させて順解析を行い、RMS ミスフィットに基づいて各観測点における最適モデルを調べた。その結果、北側の観測点では低比抵抗層が薄く、南側では厚くなっている傾向が確認された。また東側の観測点における最適モデルの RMS ミスフィットは相対的に低い値を示した。

次に、RMS ミスフィットが低かった東側の観測点の最適モデルに基づいて背景層の比抵抗値を 100 Ωm とし、低比抵抗層の厚さが一様でないモデルを作成した。このモデルでは観測域を北部、中部、南部に三分割し、それぞれにおける低比抵抗層の厚さを 0.5 km, 2 km, 4 km に設定した。このモデルの MT 応答関数を計算したところ、東側の観測点においては推定した MT 応答関数とほぼ一致した。一方で、この単純な 3 層モデルでは、観測域中央部や南西部でデータをあまり説明できないことが確認された。よって、推定した MT 応答関数は海底地形の効果のみでなく、地下の比抵抗構造を反映していることが示された。

最後に、このモデルを初期モデルとして、3次元逆解析を行った。その結果、観測域中央に高比抵抗体が存在し、その位置が 1968 年日向灘地震のすべり域 (Yagi et al., 1998) と重なっていることが確認された。また、観測域の外側ではあるが、九州-パラオ海嶺が沈み込んでいる領域は相対的に低比抵抗であることが示唆された。これらの比抵抗異常は、地下構造の不均質性や間隙流体の存在を反映していると考えられ、日向灘におけるスロー地震や通常地震の発生に関係している可能性がある。